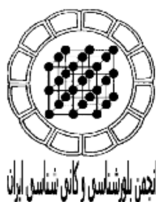
مجله بلورشناسی و کانی شناسی ایران

مقاله پژوهشی

سال سی ام، شمارهٔ چهارم، زمستان ۱۴۰۱، از صفحهٔ ۶۳۹ تا ۶۵۲



زمین‌شیمی، سنگ‌زایی و تعیین سن دایک‌های لامپروفیری کلیبر، شمال‌غرب ایران

زهرا بدرزاده*، مهراج آقازاده، فرناز فیاض

گروه زمین شناسی، دانشگاه پیام نور، تهران، ایران

(دریافت مقاله: ۱۴۰۰/۱۱/۳۰، نسخه نهایی: ۱۴۰۱/۲/۲۸)

چکیده: دایک‌های لامپروفیری به همراه انواع دایک‌های بازانیتی و آندزیتی با اندازه‌های مختلف در جنوب و جنوب‌شرق شهرستان کلیبر با روند شمال‌غرب –جنوب‌شرق درون نهشته‌های نوع فلیش و آتش‌فشانی کرتاسه-پالئوسن جایگزین شده‌اند. دایک‌های لامپروفیری بافت پورفیری و درشت‌بلورهای بیوتیت و شکل دروغین بلورهای پیروکسن را دارند. براساس ویژگی‌های کانی‌شناسی و زمین شیمیایی، لامپروفیرهای مورد بررسی از نوع آهکی قلیایی و مینت هستند. در نمودارهای عناصر خاکی نادر و عنکبوتی، لامپروفیرهای مورد بررسی غنی‌شدگی از عناصر خاکی نادر سبک (LREE) و عناصر سنگ دوست بزرگ یون (LILE) و تهی‌شدگی از عناصر با شدت میدان بالا (HFSE) را نشان می‌دهند. ویژگی‌های زمین شیمیایی دایک‌های لامپروفیری گویای تشکیل آنها از ذوب‌بخشی ۱-۳ درصدی گوشته گارنت‌لرزولیتی دربردارنده رگچه‌های فلوگوپیت بوده که پیشتر توسط مذاب‌های ناشی از فرورانش دگرنهاده شده است. براساس سن‌سنجی Ar-Ar بلورهای بیوتیت، دایک‌های لامپروفیری مورد بررسی۳۱-۳۲ میلیون سال پیش (الیگوسن‌میانی) در یک محیط قوس آتشفشانی جایگزین شده‌اند.

واژه‌های کلیدی: *لامپروفیر؛ مینت؛ سنگ‌زایی؛ تعیین سن آرگون-آرگون؛ کلیبر.*

مقدمه

لامپروفیرها گروهی از سنگ‌های آذرین قلیایی با رخنمون و حجم محدود، برگرفته‌شده از گوشته، غنی از سیال، مافیک-فرامافیک، نیمه روشن تا تیره هستند که با بافت پورفیری و تمام خودشکل مشخص می‌شوند. این سنگ‌ها دربرگیرنده‌ی کانی‌های مافیک سیلیکاتی آبدار (آمفیبول-بیوتیت) اغلب همراه با فلدسپار در زمینه هستند [۲،۱]. سنگ‌های لامپروفیری نخست به ۵ گروه لامپروفیرهای فرامافیک، قلیایی، لامپروئیتی، کیمبرلیتی و آهکی‌قلیایی تقسیم شده‌اند [۱، ۳]. اغلب رخدادهای سنگ های لامپروفیری (۱) همراهی زمانی و مکانی با سایر سنگ‌های قلیایی از جمله نفلین‌سینیت، کیمبرلیت، لامپروئیت و کربناتیت دارند، (۲) از محیط‌های زمین ساختی مختلف گزارش شده‌اند و (۳) در تفاسیر زمین پویایی نقش کلیدی دارند [۴ و مراجع در آن]. لامپروفیرها اغلب به عنوان فراورده هایی از ذوب‌بخشی درجه پایین گوشته دگرنهاده در نظر گرفته می‌شوند [۵]. لامپروفیرهای قلیایی معادل‌های آبدار ماگمای بازالتی هستند که در محیط‌های کششی (محیط کافتی) و یا درون صفحه‌ای قاره‌ای (مربوط به تنوره) ایجاد می‌شوند [۶-۸]، در صورتیکه لامپروفیرهای آهکی‌قلیایی باید همراه با محیط‌های همگرا تشکیل شوند [۹-۱۱]. سنگ‌های لامپروفیری را اغلب به عنوان فراورده‌های ذوب‌بخشی گوشته سنگ کره‌ای زیرقاره‌ای دگرنهاده در نظر می‌گیرند تا مولفه غنی‌شدگی از عناصر کمیاب ناسازگار قابل تفسیر باشد [۶-۱۲]. از این رو، زمین شیمی آنها نقش اساسی در فهم تکامل گوشته سنگ کره‌ای زیرقاره‌ای دارد. همچنین ویژگی‌های زمین‌شیمیایی آنها بیانگر غنی‌شدگی خاستگاه سنگ کره‌ای در یک سامانه پویا است.

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۲۲۴۷۸۱۹۳، پست الکترونیکی: zahrabadrzadeh@pnu.ac.ir

[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.4.5.5]

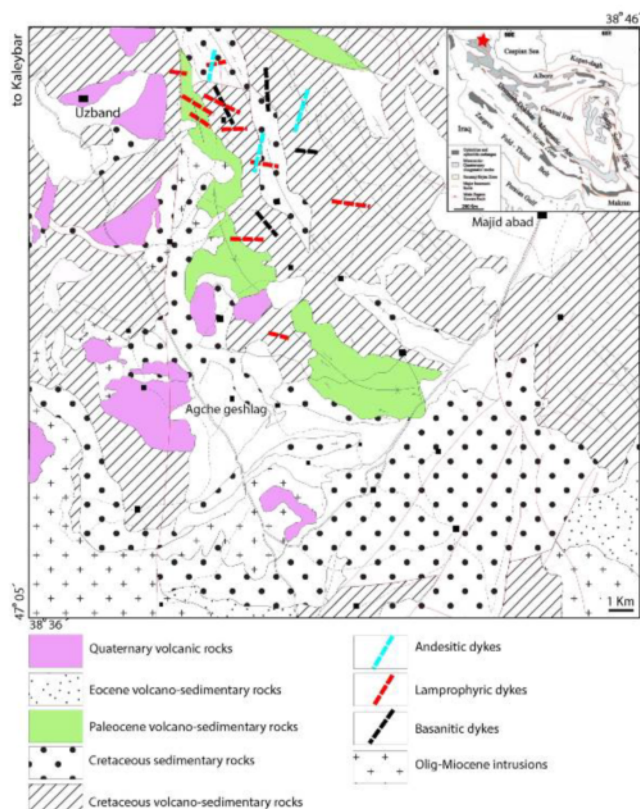
[DOI: 10.52547/ijcm.30.4.639]

رخنمون‌های متعددی از دایک‌های لامپروفیری در ایران از دوره‌های پالئوزوئیک ایران‌مرکزی [۱۳]؛ پرمین-تریاس ایران‌مرکزی [۱۴]، و کرتاسه ایران‌مرکزی [۱۵] و الیگومیوسن آذربایجان [۱۷،۱۶] گزارش شده است. اغلب رخدادهای لامپروفیری ایران از نوع آهکی قلیایی و قلیایی محسوب شده‌اند [۱۵و مراجع در آن]. در این پژوهش، ویژگی‌های زمین‌شناسی، زمین شیمیایی، سن و سنگ زایی دایک‌های لامپروفیری منطقه کلیبر—آذربایجان‌شرقی تعیین شده که تاکنون بررسی‌ای بر این سنگ‌ها انجام نشده است.

زمین‌شناسی

منطقه مورد بررسی در شمال‌غرب ایران و پهنه ارسباران قرار دارد. در این منطقه، رخنمون‌های سنگی مربوط به کرتاسه و سنوزوئیک دیده می‌شوند (شکل۱). نهشته‌های کرتاسه-پالئوسن در منطقه شامل ماسه‌سنگ، شیل و مارن هستند که اغلب رخنمون‌هاو میان‌لایه‌هایی از سنگ‌های آتشفشانی آندزیتی-بازالتی و همچنین سنگ‌های آذرآواری آنها را همراهی می‌کنند. نهشته‌های سنوزوئیک شامل سنگ‌های آتشفشانی و آذرآواری ائوسن و توده‌های نفوذی الیگو-میوسن با ترکیب‌های مختلف هستند. همچنین در منطقه رخنمون‌هایی از سنگ‌های آتشفشانی پلیو-کواترنری دیده می‌شوند که جوانترین رخداد ماگمایی در منطقه هستند (شکل۱).

دایک‌های مختلفی با ترکیب متنوع و همچنین اندازه های مختلف درون سنگ‌های نوع فلیش و آتشفشانی کرتاسه و پائوسن نفوذ کرده‌اند (شکل۱). قدیمی‌ترین دایک‌های رخنمون‌یافته در منطقه دایک‌های بازیک از نوع بازانیتی با روند شمالی-جنوبی تا شمال‌غربی-جنوب‌شرقی هستند. این دایک‌ها با دایک‌های لامپروفیری و آندزیتی قطع می‌شوند. دایک‌های بازانیتی اندازه متغیری داشته و در مقایسه با سایر دایک‌هااز گسترش کمتری دارند. دایک‌های لامپروفیری با روند شمال غربی-جنوب شرقی تا شرقی-غربی در منطقه با عرض ۰،۵ تا ۲ متر دیده می‌شوند و طول آنها گاهی تا ۵۰۰ متر قابل تعقیب است. دایک‌های لامپروفیری اغلب لبه زود سردشده نشان می‌دهند. این سنگ‌ها در نمونه دستی دارای بلورهای بیوتیت فراوان هستند. دایک‌های آندزیتی این دایک‌هارا قطع کرده و جوانترین نوع دایک‌های منطقه مورد بررسی را تشکیل می‌دهند .



شکل۱ نقشه زمین‌شناسی منطقه مورد بررسی. موقعیت این منطقه در پهنه ساختاری ایران با علامت ستاره در سمت راست بالا نشان داده شده است (برگرفته از مرجع [۱۸] با تغییرات).

[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.4.5.5]
[DOI: 10.52547/ijcm.30.4.639]

روش کار

برای نمونه‌برداری و بررسی‌های سنگ‌شناسی دایک‌های رخنمون یافته در منطقه، بازدیدهای صحرایی در چند نوبت انجام شد و تعداد ۵۰ عدد نمونه دستی از رخنمون‌های سالم و کمتر دگرسان شده از دایک‌ها و سنگ‌های میزبان برداشت گردید. پس از ارزیابی‌های اولیه، تعداد ۲۰ مقطع نازک تهیه و بررسی شد. تعداد ۸ نمونه به آزمایشگاه شرکت SGS کانادا برای تجزیه عناصر اصلی و کمیاب ارسال شدند (جدول ۱). برای تعیین سن، پس از خردایش نمونه‌ها، جدایش کانیهای میکا با درصد خلوص بیش از ۹۹ درصد توسط میکروسکوپ دوچشمی انجام شد. سن‌سنجی آرگون-آرگون بر کانی بیوتیت از دو نمونه دایک لامپروفیری در آزمایشگاه انجمن علوم زمین پکن کشور چین انجام شده است. جزئیات بیشتر در مورد چگونگی این کار در مرجع [۱۹] آمده است.

جدول۱ نتایج تجزیه زمین شیمیایی نمونه‌های مربوط به دایک‌های لامپروفیری.

Sample NO.	KF-01	KF-02	KF-04	KF-07	KF-06	KF-03	KF-05	KF-08
SiO_2	۵۳٫۴۴	۵۲٫۹۴	۴۵٫۴۰	۵۳٫۲۳	۵۳٫۲	۵۴٫۲	۵۲٫۵	۵۱٫۹
TiO_2	۱٫۸۸	۱٫۹۶	۱٫۹۲	۱٫۸۶	۱٫۸	۱٫۹۱	۱٫۸۵	۱٫۹۵
Al_2O_3	۱۲٫۱۰	۱۱٫۸۶	۱۲٫۳۱	۱۲٫۰۴	۱۱٫۵	۱۲٫۴	۱۲٫۲	۱۱٫۵
$Fe_2O_3^T$	۶٫۰۱	۵٫۸۱	۴٫۷۴	۶٫۳۱	۵٫۵	۵٫۷	۶٫۲	۶٫۷
MgO	۷٫۸۱	۷٫۶۶	۴٫۳۴	۷٫۲۰	۷٫۵	۶٫۵	۶٫۷۴	۸٫۲
MnO	۰٫۱	۰٫۱۱	۰٫۰۹	۰٫۱۳	۰٫۱	۰٫۰۸	۰٫۱۲	۰٫۱۱
CaO	۷٫۳۰	۷٫۷۰	۱۹٫۵۸	۸٫۵۴	۸٫۳۵	۷٫۴	۷٫۹	۹٫۱
Na_2O	۱٫۱۴	۱٫۳۱	۰٫۸۸	۱٫۳۴	۱٫۵	۱٫۴۴	۱٫۷۱	۰٫۹۵
K_2O	۹٫۲۱	۹٫۵۸	۹٫۶۴	۸٫۳۶	۹٫۳۳	۹٫۴۵	۹٫۸۴	۸٫۷۵
P_2O_5	۱٫۰۲	۱٫۰۸	۱٫۱۰	۱٫۰۰	۱٫۱۲	۱٫۰۸	۱٫۱۴	۱٫۱۵
LOI	۷٫۱۳	۶٫۲۱	۱۳٫۶	۸٫۱۵	۷٫۷۹	۸٫۱۱	۹٫۴۸	۶٫۲
Total	۱۰۰٫۴۵	۱۰۱٫۵	۱۰۰٫۰۱	۱۰۰٫۸۱	۹۹٫۹	۱۰۰٫۱۶	۱۰۰٫۲	۱۰۰٫۳۱
Sc	۱۴٫۲	۱۵٫۷	۱۴٫۹	۱۷٫۷	۱۶٫۵	۱۷٫۵	۱۸٫۵	۲۰٫۱
V	۱۵۳	۱۴۸	۱۱۲	۱۶۰	۱۳۱	۱۴۵	۱۵۸	۱۷۰
Cr	۷۱۰	۵۴۶	۴۷۲	۵۳۶	۷۵۴	۶۵۱	۵۷۸	۵۹۱
Co	۳۷٫۳	۲۹٫۸	۳۲٫۴	۲۷٫۸	۲۹٫۸	۳۳٫۴	۳۶٫۵	۳۸٫۴
Ni	۲۳۶	۱۶۳٫۵	۲۰۵٫۲	۱۵۰٫۹	۱۸۰٫۷	۲۱۰٫۴	۱۸۰٫۱	۲۲۵٫۴
Ga	۱۴٫۶	۱۳٫۹	۱۱٫۷	۱۳٫۷	۱۲٫۵	۱۵٫۱	۱۴٫۹	۱۴٫۹
Rb	۳۰۶٫۳	۳۰۱٫۹	۲۷۳٫۷	۲۶۹٫۵	۳۲۱٫۱	۲۹۰٫۱	۲۸۵٫۴	۳۰۳٫۲
Sr	۹۷۹٫۹	۱۰۲۶٫۸	۸۸۹٫۷	۸۹۳٫۹	۹۴۵٫۸	۹۱۴٫۱	۱۰۱۳٫۲	۸۹۴٫۲
Y	۱۲	۱۳٫۱	۱۳٫۱	۱۷٫۹	۱۴٫۱	۱۵٫۸	۱۴٫۲	۱۴٫۵
Zr	۵۱۶	۵۹۷	۵۵۵	۵۴۹	۵۳۴	۵۵۱	۵۷۸	۵۴۵
Nb	۴۲	۴۳٫۴	۳۶٫۴	۴۱٫۴	۴۵٫۴	۴۰٫۸	۴۲٫۷	۴۴٫۱
Cs	۰٫۷۵	۰٫۷۷	۱٫۱۹	۰٫۸	۰٫۷۸	۰٫۸۷	۰٫۸۲	۰٫۹۲
Ba	۱۳۵۲٫۹	۱۲۲۰٫۷	۱۱۵۱٫۶	۱۲۱۸٫۱	۱۲۵۴٫۲	۱۲۹۵٫۱	۱۱۸۹٫۲	۱۳۴۲٫۱
La	۵۱	۴۹	۴۶٫۵	۵۵٫۶	۵۰٫۴	۴۷٫۸	۴۸٫۹	۴۸٫۷
Ce	۱۰۹٫۲	۱۰۴٫۲	۱۰۰٫۴	۱۰۹٫۲	۱۰۵٫۸	۱۰۶٫۹	۱۰۸٫۷	۱۰۲٫۸
Pr	۱۲٫۲	۱۱٫۶۱	۱۱٫۲۵	۱۲٫۲۲	۱۱٫۸	۱۲٫۴۲	۱۱٫۸۷	۱۱٫۴۲
Nd	۴۵٫۶	۴۱٫۶	۴۱٫۵	۴۳٫۹	۴۲٫۶	۴۳٫۲	۴۱٫۸	۴۵٫۱
Sm	۷٫۳۴	۶٫۸۲	۶٫۸۶	۷٫۴۹	۷٫۲۳	۷٫۳۲	۶٫۷۸	۶٫۹۸
Eu	۱٫۹۴	۱٫۷۷	۱٫۸۳	۱٫۹۲	۱٫۸۴	۱٫۹۲	۱٫۸۱	۱٫۹۳
Gd	۵٫۲۴	۴٫۹۳	۴٫۹۶	۵٫۶۷	۵٫۳۲	۵٫۶۷	۵٫۱۲	۵٫۴۵
Tb	۰٫۵۸	۰٫۵۸	۰٫۵۷	۰٫۶۷	۰٫۶۲	۰٫۶۴	۰٫۵۹	۰٫۵۶
Dy	۲٫۶۴	۲٫۷۳	۲٫۵۹	۳٫۴۸	۳٫۳۱	۲٫۸۴	۲٫۹۱	۲٫۶۹
Ho	۰٫۴۳	۰٫۴۵	۰٫۴۴	۰٫۶۲	۰٫۴۸	۰٫۴۳	۰٫۵۱	۰٫۴۷
Er	۱٫۱۶	۱٫۲۶	۱٫۱۷	۱٫۹۶	۱٫۲۵	۱٫۰۸	۱٫۱۵	۱٫۴۶
Tm	۰٫۱۴	۰٫۱۶	۰٫۱۵	۰٫۲۷	۰٫۱۷	۰٫۲۱	۰٫۱۹	۰٫۱۶
Yb	۰٫۹۴	۱٫۰۶	۰٫۹۲	۱٫۷۱	۰٫۸۹	۰٫۹۵	۰٫۹۸	۱٫۰۶
Lu	۰٫۱۴	۰٫۱۶	۰٫۱۴	۰٫۲۸	۰٫۱۷	۰٫۱۹	۰٫۱۵	۰٫۱۶
Ta	۲٫۱	۲	۱٫۹	۲	۲	۱٫۹	۲٫۱	۱٫۹
Th	۸٫۰۶	۷٫۶۷	۶٫۱	۱۲٫۵۷	۹٫۲۱	۸٫۸۷	۸٫۵۴	۷٫۸۴
U	۳٫۹۲	۴٫۰۱	۳٫۵۳	۵	۴٫۲۵	۳٫۸۷	۴٫۸۵	۴٫۲۷
Hf	۱۳٫۸	۱۴٫۲	۱۳	۱۳٫۴	۱۳٫۶	۱۴٫۱	۱۳٫۶	۱۳٫۲
#Mg	۰٫۷۲	۰٫۷۳	۰٫۶۵	۰٫۷	۰٫۷۳	۰٫۷	۰٫۶۸	۰٫۷۱
K_2O/Na_2O	۸٫۰۸	۷٫۳۴	۱۰٫۹۲	۶٫۲۳	۶٫۲۲	۶٫۵۶	۵٫۷۵	۹٫۲۱
Eu/Eu^*	۰٫۹۶	۰٫۹۴	۰٫۹۶	۰٫۹۱	۰٫۹۱	۰٫۹۲	۰٫۹۴	۰٫۹۶

[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.4.5.5]
[DOI: 10.52547/ijcm.30.4.639]

سنگ‌نگاری

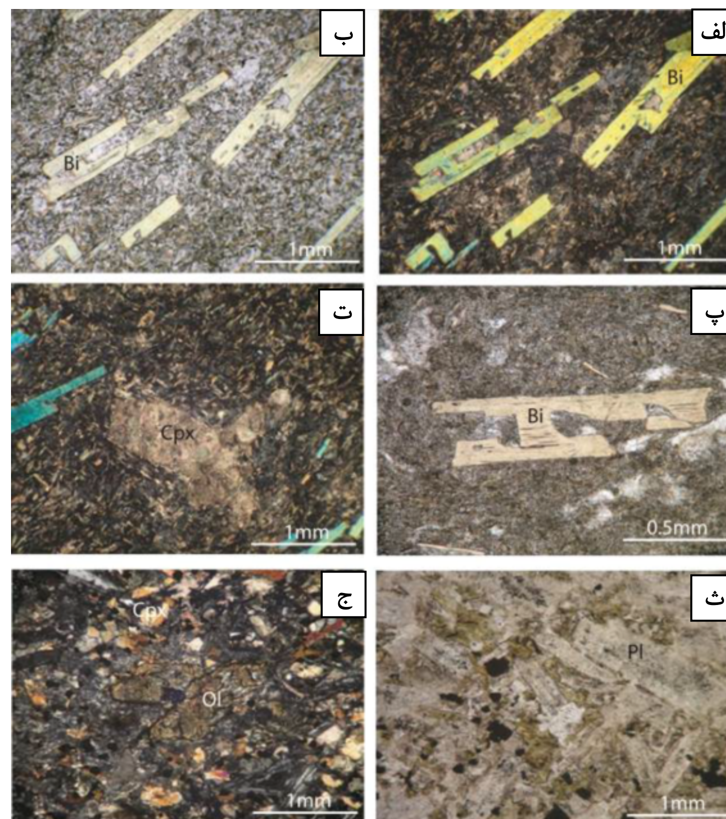
دایک‌های لامپروفیری مورد بررسی بافت شاخص لامپروفیری نشان می‌دهند که در این سنگ‌ها کانی‌های درشت میکا (بیوتیت-فلوگوپیت) به همراه کلینوپیروکسن در زمینه‌ای از شیشه و فلدسپار و کانی‌های مافیک قرار دارند (شکل‌های ۲ الف-پ). زمینه‌ی این دایک‌ها، شیشه‌ای و بین دانه‌ای است. بلورهای میکا با فراوانی بیش از ۳۰ درصد به صورت خودشکل و دارای منطقه‌بندی هستند و مراکز سبز و لبه آنها از اکسید آهن غنی‌تر و مایل به قهوه‌ای است. این بلورها گاهی بافت خلیجی و لبه‌های حل شده دارند که نشانگر تغییر شرایط فیزیکی و شیمیایی ماگماست (شکل ۲ ت). بلورهای کلینوپیروکسن بیشتر با کانی‌های ثانویه جایگزین شده‌اند و فقط شکل دروغینی از این بلورها باقی مانده است. در اثر دگرسانی، بلورهای کلینوپیروکسن و همچنین گاهی شیشه زمینه با کلسیت، کلریت و کانی‌های کدر جایگزین شده‌اند. فلدسپارهای زمینه بیشتر از نوع سانیدین هستند و به ندرت به طور بخشی رسی شده‌اند. کانی‌های جزئی شامل کانی‌های کدر و آپاتیت هستند که بیشتر در زمینه گسترش یافته‌اند. در این سنگ‌ها، گاهی بادامک‌های پرشده با کلسیت و سیلیس دیده می‌شوند. با توجه به حضور کانی مافیک آبدار از نوع بیوتیت-فلوگوپیت و فراوانی فلدسپار پتاسیم در زمینه، دایک‌های لامپروفیری مورد بررسی براساس تقسیم‌بندی مرجع [۱] از نوع مینت هستند. دایک‌های بازانیتی دارای بافت پورفیری و زمینه شیشه‌ای هستند (شکل ۲ ث). در این سنگ‌ها، همچنین بافت‌های اینترسرتال و بین دانه ای به ویژه در نمونه‌های مربوط به مراکز دایک‌ها نیز گسترش دارند. این دایک‌ها دارای درشت‌بلورهایی از الیوین، کلینوپیروکسن و پلاژیوکلاز هستند. فراوانی بلورهای الیوین در این سنگ‌ها به بیش از ۱۵ درصد می‌رسد. گاهی بلورهای الیوین و کلینوپیروکسن با کانی‌های ثانویه جایگزین شده‌اند و فقط شبه ریختی از آنها باقی مانده است. این بلورها با کلسیت، کلریت و سرپنتین جایگزین شده‌اند. پلاژیوکلازها به صورت ریزدرشت بلور و در زمینه دیده می‌شوند و غنی از مولفه کلسیمی هستند. این بلورها دارای منطقه‌بندی هستند و گاهی مراکز آنها با کلسیت جایگزین شده‌اند. شیشه زمینه با کلریت به طور بخشی جایگزین است. در این سنگ‌ها، آپاتیت، کانی‌های کدر و رتیل به صورت جزئی دیده می‌شوند.

دایک‌های آندزیتی دارای بافت پورفیری و زمینه شیشه‌ای هستند (شکل ۲ ج). عمده کانی‌های تشکیل‌دهنده این سنگ‌ها پلاژیوکلاز است که به صورت درشت بلور و ریزسنگی در زمینه دیده می‌شوند و گاهی منطقه‌بندی ترکیب شیمیایی و بافت غربالی دارند. بلورهای پلاژیوکلاز گاهی با کلسیت، سریسیت و کانی‌های رسی جایگزین شده‌اند. در این سنگ‌ها، شکل‌های دروغینی از بلورهای کلینوپیروکسن نیز که با کلریت و کلسیت جایگزین شده‌اند، دیده می‌شوند. در زمینه افزون بر ریزسنگ-های پلاژیوکلاز، شیشه و گاهی سیلیس نیز دیده می‌شود. در این سنگ‌ها، آپاتیت و کانی‌های کدر با فراوانی ناچیز دیده می‌شوند.

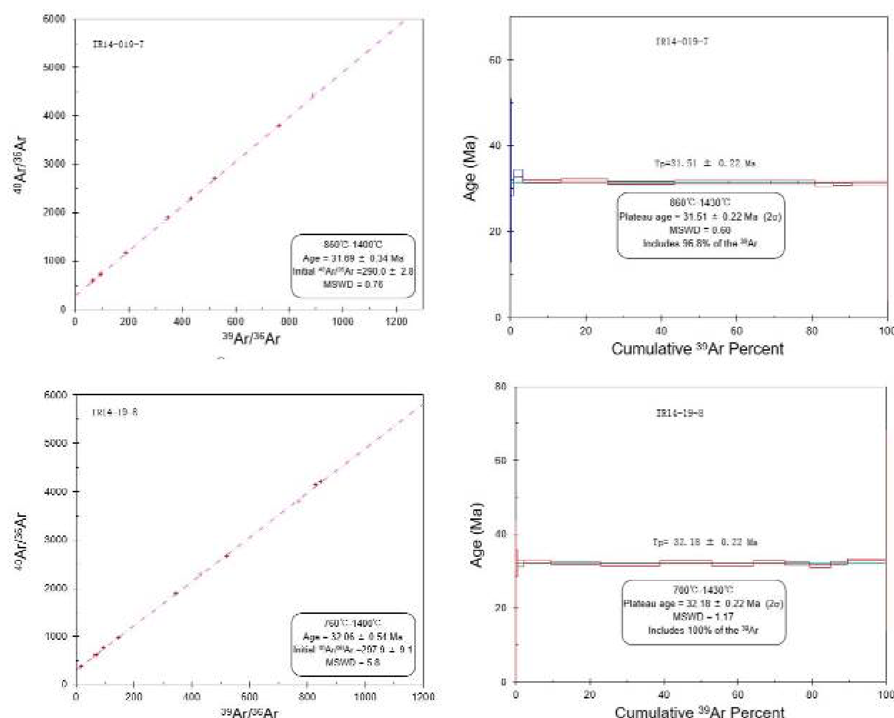
سن‌سنجی Ar -Ar

برای تعیین سن آرگون-آرگون، پس از خردایش و الک کردن نمونه‌ها، بلورهای بیوتیت با اندازه ۱۰۰ تا ۲۰۰ میکرون زیر میکروسکوپ دوچشمی جدا شدند. ناخالصی‌های بلورها به روش فراصوتی زدوده شد و سپس نمونه‌ها در اسید فلوریک ۱۵ درصد برای ۱۰ دقیقه قرار داده شدند. نمونه‌های آماده شده در راکتور 5MW زیر تابش نوترونی قرار گرفتند. سپس گرمایش مرحله‌ای نمونه‌ها به وسیله لیزر انجام شد. نمونه‌های گازی خالص شده با یک طیف‌سنج جرمی گازی تجزیه شدند. نتایج طیف‌سنجی $^{40}Ar/^{39}Ar$ بلورهای بیوتیت جداشده از دو نمونه از دایک‌های مورد بررسی در شکل ۳ آورده شده است. براین‌اساس، متوسط سن‌های $^{40}Ar/^{39}Ar$ برای نمونه شماره IR14-019-7 برابر با 31.51 ± 0.22 Ma با میانگین مربع انحراف‌های معیار وزنی $MSWD = 0.60$ و برای نمونه شماره IR14-019-8، برابر با 32.18 ± 0.22 Ma با $MSWD = 1.17$ است. از این رو، لامپروفیرهای مورد بررسی در الیگوسن‌میانی و در پایان اشکوب روپایین جایگزین شده‌اند.

داده‌های سنی لامپروفیرهای مورد بررسی نشان می‌دهد که فعالیت ماگمایی لامپروفیری آهکی قلیایی پیش از میوسن نیز در منطقه رخ می‌داده است. براساس داده‌های سنی گزارش شده برای منطقه‌ی شمال‌غرب ایران، فعالیت ماگمایی لامپروفیری قلیایی در کرتاسه و الیگوسن و فعالیت ماگمایی لامپروفیری آهکی قلیایی در میوسن رخ می‌داده است [۱۱]. با توجه به این بررسی‌ها، می‌توان گفت که فعالیت ماگمایی لامپروفیری قلیایی و آهکی قلیایی در دوره‌های مختلف در منطقه رخ می‌داده است. براساس داده‌های سنی بدست‌آمده از توده‌های نفوذی مونزونیتی در منطقه ارسباران [۲۰، ۲۱] (۲۸ تا ۳۱ میلیون سال) به نظر می‌رسد که فعالیت ماگمایی مونزونیتی در منطقه با فعالیت ماگمایی لامپروفیری نوع آهکی قلیایی شروع شده است.



شکل۲ تصاویر میکروسکوپی لامپروفیرهای مورد بررسی الف،ب) بافت پورفیری و زمینه‌ی شیشه‌ای و ریزبلور، پ) شکل دروغین کلینوپیروکسن در دایک‌های لامپروفیری. ت) بافت خلیجی در بلور بیوتیت دایک‌های لامپروفیری، ث) دایک بازانیتی با بافت پورفیری و بین دانه‌ای و شکل دروغین اولیوین و کلینوپیروکسن، ج) دایک‌های آندزیتی با بافت پورفیری و شیشه‌ای (تصاویر الف، ت و ج نور قطبیده صفحه ای، در PPL، و تصاویر ب، پ و ث در نور قطبیده متقاطع، XPL، ثبت شده‌اند).

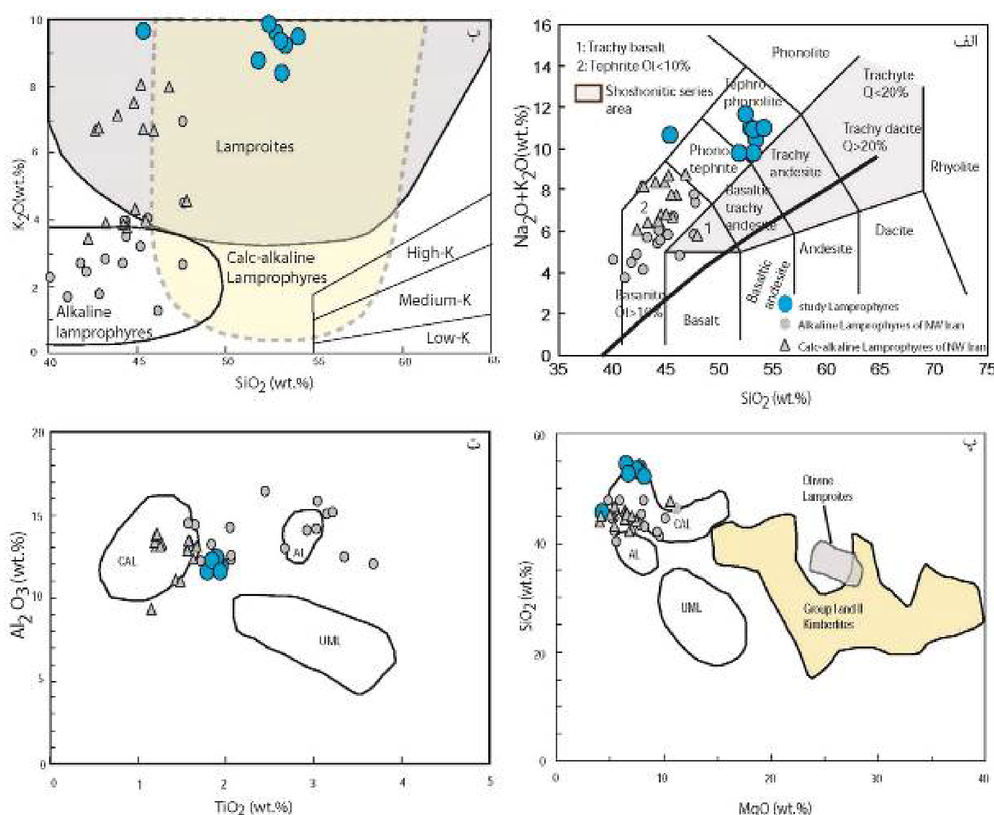


شکل ۳ نمودارهای تعیین سن $^{40}Ar/^{39}Ar$ مربوط به دو نمونه از بلورهای بیوتیت جداشده از دایک‌های لامپروفیری منطقه کلیبر

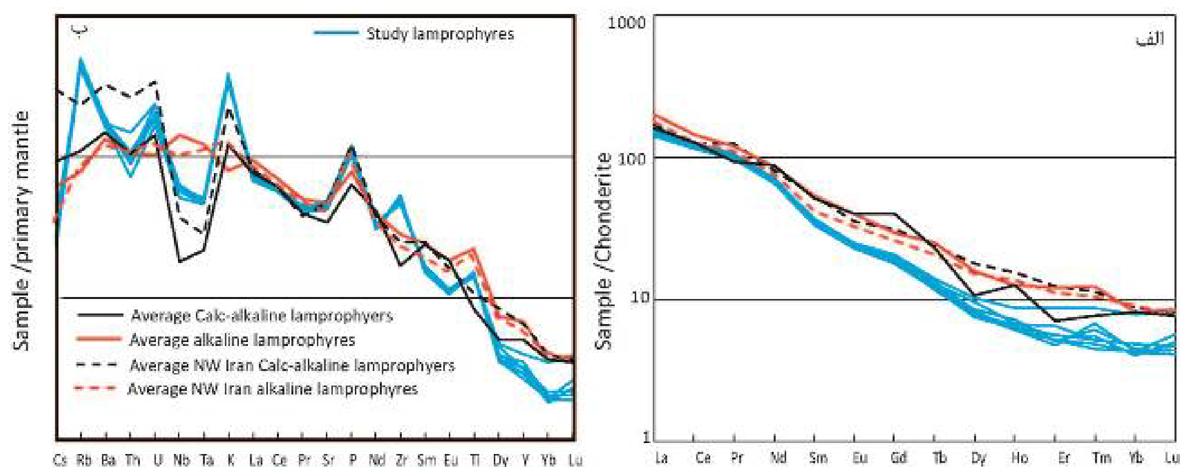
زمین شیمی

براساس نمودار مجموع عناصر قلیایی نسبت به سیلیس، دایک‌های لامپروفیری در گستره تفرو-فنولیت تا فنو-تفریت قرار دارند (شکل ۴ الف). همچنین براساس نمودار K_2O نسبت به SiO_2، این نمونه‌ها در گستره لامپروفیرهای آهکی‌قلیایی و لامپروئیت‌ها واقع هستند (شکل ۴ ب). مقدار SiO_2 این سنگ‌ها ۴۵ تا ۵۴ درصد، TiO_2 از ۱/۸ تا ۲ درصد، مقدار MgO بین ۴ تا ۸درصد، K_2O از ۸ تا ۱۰ درصد و مقدار Na_2O بین ۰/۸ تا ۱/۵ درصد است (جدول۱). نسبت K_2O/Na_2O در این دایک‌ها بین ۵ تا ۱۱ (جدول۱) بوده و از این نظر از سنگ‌های فراپتاسیمی محسوب می‌شوند [۲۲]. ویژگی‌هایی چون مقدار SiO_2، TiO_2 و Al_2O_3 و همچنین نسبت K_2O/Na_2O، دایک‌های لامپروفیری مورد بررسی را قابل مقایسه با لامپروفیرهای آهکی قلیایی می‌نماید (جدول ۱).

براساس نمودارهای MgO نسبت به SiO_2 (شکل ۴ پ) و Al_2O_3 نسبت به TiO_2 (شکل ۴ ت)، نمونه‌ها در گستره تعریف شده برای لامپروفیرهای آهکی قلیایی قرار دارند. مقدار افت گرمایی (LOI) یا مواد فرار بین ۶ تا ۱۳/۵درصد است، از این نظر نیز نمونه‌های مورد بررسی قابل مقایسه با سنگ‌های لامپروفیری هستند [۱]. گفتنی است که مقدار اکسیدهای اصلی نمونه‌ها پیش از داده‌پردازی به ۱۰۰ درصد رسانده شده است.این سنگ‌ها غنی‌شدگی از عناصر خاکی نادر سبک (LREE) نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) نشان می‌دهند و مقدار (La/Yb)N در این دایک‌ها از ۲۱ تا ۳۶ در تغییر است. مقدار Eu/Eu^* بین ۰/۹۱ تا ۰/۹۶ است (شکل ۵ الف و جدول ۱). در مقایسه با متوسط عناصر خاکی نادر لامپروفیرهای آهکی قلیایی جهان [۱] و همچنین شمال‌غرب ایران [۱۱]، دایک‌های لامپروفیری منطقه کلیبر از HREEها تهی‌شدگی نشان می‌دهند (شکل ۵ الف).



شکل۴ الف-نمودار مقدار قلیایی‌ها نسبت به SiO_2 [۲۳]. که نمونه‌ها در بالای خط [۲۴] و در گستره قلیایی قرار دارند. ب) نمودار K_2O نسبت به SiO_2 [۲۵]. گستره انواع لامپروفیرها برگرفته از مرجع [۱] است. پ و ت) نمودار TiO_2 نسبت به Al_2O_3و MgO نسبت به SiO_2. گستره انواع لامپروفیرهای آهکی قلیایی (CAL)، قلیایی (AL)، فرامافیک (UML)، اولیوین لامپروئیت و کیمبرلیت‌های نوع I و II برگرفته از مرجع [۲۶] است. موقعیت لامپروفیرهای آهکی قلیایی و قلیایی شمال‌غرب ایران[۱۱] در همه نمودارها آورده شده است.



شکل۵ نمودارهای عناصر خاکی نادر و عناصر کمیاب بهنجارشده نسبت به الف) کندریت [۲۷] و ب) گوشته اولیه [۲۸] دایک‌های لامپروفیری مورد بررسی.

در نمودارهای عنکبوتی، الگوی غنی‌شدگی از عناصرسنگ دوست بزرگ یون (LILE؛ K, Rb, Ba, U) و تهی‌شدگی از عناصر با شدت میدان بالا (HFSE؛ Nb, Ta) دیده می‌شود (شکل ۵ ب). الگوی این لامپروفیرها از نظر ویژگی‌های زمین شیمیایی قابل مقایسه با دایک‌های لامپروفیری آهکی‌قلیایی شمال‌غرب ایران [۱۱] و لامپروفیرهای آهکی‌قلیایی [۱] است (شکل ۵).

بحث

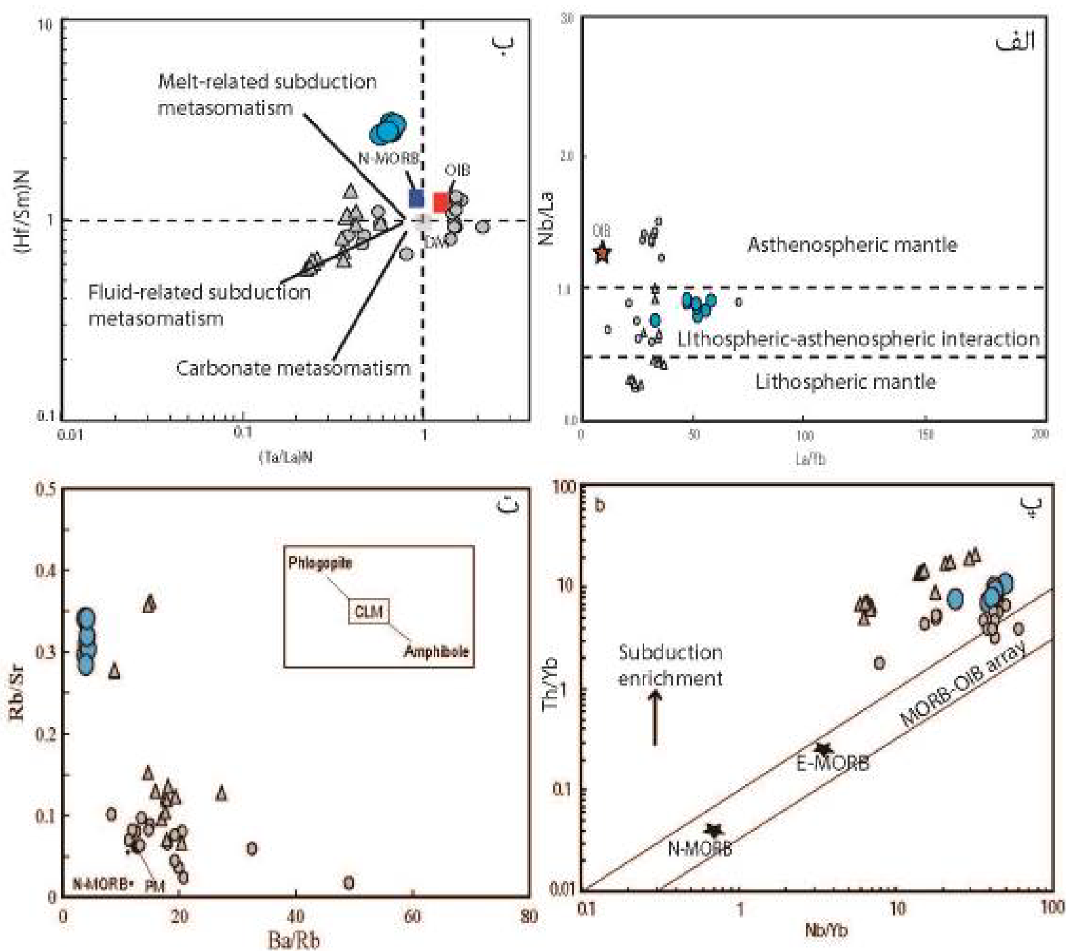
آلودگی پوسته‌ای و دگرسانی

آلودگی پوسته‌ای و دگرسانی گرمابی کانی‌های لامپروفیرها طی جایگزینی متداول است [۱]. بنابراین اثر آلودگی پوسته‌ای و دگرسانی پیش از تفسیر داده‌های زمین شیمیایی باید بررسی شود. براساس نتایج سنگ‌نگاری، اگر چه بلورهای میکا در لامپروفیرهای مورد بررسی سالم هستند ولی بلورهای کلینوپیروکسن و زمینه سنگ با کانی‌های ثانویه جایگزین شده‌اند . مقدار بالای عناصر فرار (LOI) در نمونه‌های مورد بررسی نمی‌تواند به دلیل مولفه بالای کانی‌های آبدار (میکا) در آنها باشد. حضور فلوگوپیت در این سنگ‌ها فقط می‌تواند تا حدود ۴ درصد عناصر فرار (OH, F, Cl) در سنگ را به همراه داشته باشد. از این رو به احتمال بسیار سایر عناصر فرار نتیجه تشکیل کلسیت ثانویه و دگرسانی شیشه زمینه‌ی سنگ هستند. با توجه به روند ثابت K_2O و Rb با افزایش عناصر فرار (جدول ۱)، دگرسانی اثر چندانی بر فراوانیLILE ها و سایر ویژگی‌های زمین شیمیایی لامپروفیرهای مورد بررسی نداشته است . ویژگی‌های زمین شیمیایی لامپروفیرهای مورد بررسی (غنی‌شدگی از LILE ها و LREE ها و تهی‌شدگی از Nb و Ta نشانگر دخالت عوامل پوسته‌ای در تشکیل آنهاست. بااین حال، مقدار اکسیدهای اصلی، Mg# و عناصر سازگار به شدت نشانگر خاستگاه گوشته‌ای آنهاست. بنابراین، تمرکز بالای عناصر خاکی نادر، عناصر کمیاب ناسازگار و درجه پایین ذوب بخشی نشان می‌دهد که ویژگی‌های زمین شیمیایی لامپروفیرهای مورد بررسی نمی‌تواند ناشی از آلایش پوسته‌ای باشد. از این رو، به نظر می‌رسد که ویژگی‌های زمین شیمیایی دیده شده در لامپروفیرهای منطقه ناشی از خاستگاه گوشته‌ای آنهاست.

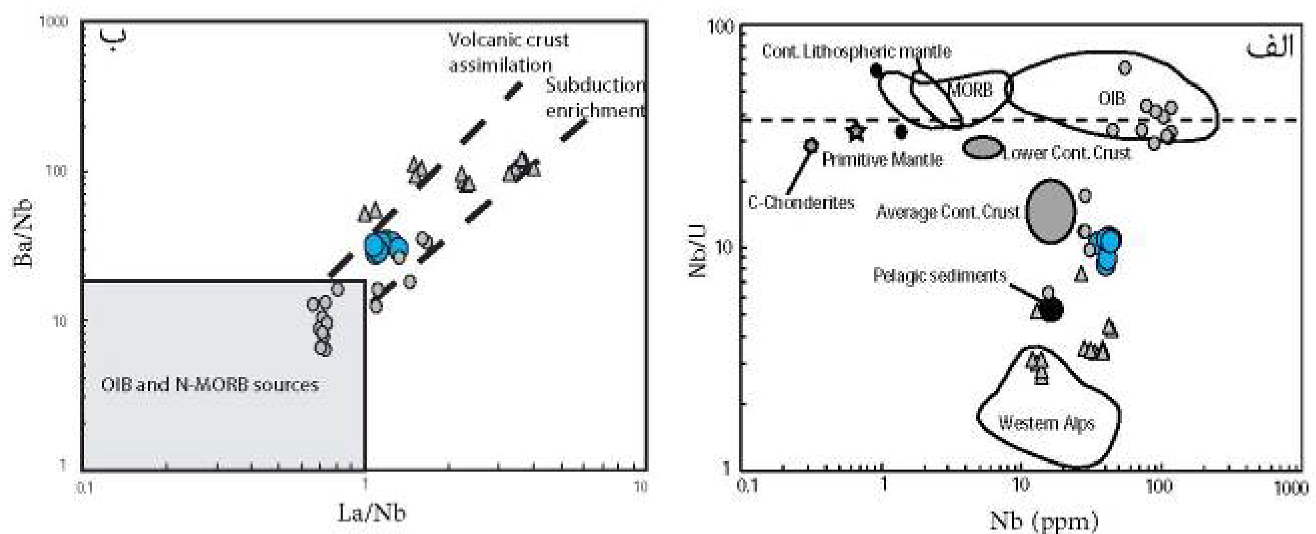
خاستگاه گوشته‌ای و سنگ‌زایی

لامپروفیرهای مورد بررسی دارای مقدار MgO اغلب ۶٫۵ تا ۸٫۲درصد وزنی، Mg≠ بالا (۰٫۶۴ تا ۰٫۷۲) و مقدار Ni بالا (۱۷۱-۲۳۶ پی‌پی‌ام) هستند. این نشان می‌دهد که ماگمای اولیه آنها کمی دستخوش فرایند جدایش و دگرگونی شده و ویژگی‌های زمین شیمیایی آنها در ارتباط با خاستگاه گوشته‌ای آنهاست. غنی‌شدگی ازLILE ها و وجود ناهنجاری شاخص برای عناصر Nb-Ta در نمودارهای عنکبوتی بهنجارشده نسبت به کندریت (شکل ۵) بیانگر تشکیل آنها از مذاب‌های مربوط به فرورانش یا مذاب‌های برآمده از ذوب گوه گوشته‌ای است که با عوامل فرورانشی غنی شده‌اند. مقدار بالای TiO_2 و K_2O بیانگر ماهیت قلیایی پتاسیمی ماگمای مربوط به آنها بوده و همچنین فراوانی بالای عناصر ناسازگار و LREEها نشانگر درگیری یک گوشته غنی‌شده در خاستگاه آنهاست. فرایند دگرنهادی گوشته‌ای و تشکیل ماگماهای قلیایی می‌تواند ناشی

از سیال‌ها و یا مذاب‌های آبدار ایجاد شده در پهنه‌های فرورانش باشد [۲۹]. با این وجود، مهاجرت و حفظ مذاب‌های بخشی یا سیال‌های دگرنهاده‌کننده ناشی از گوشته سست کره‌ای به صورت لایه‌هایی نازک در مرز گوشته سنگ کره‌ای زیرقاره‌ای (SCLM) به عنوان عوامل دگرنهادی گوشته‌ای در نظر گرفته می‌شوند [۳۰]. چنین سیال‌هایی سبب تشکیل رگه‌های فلوگوپیت و کلینوپیروکسن دگرنهاده در گوشته سنگ کره‌ای زیرقاره‌ای می‌شوند، به طوریکه این رگه‌ها عناصر ناسازگار و سیال‌های مذاب‌های بخشی را تأمین می‌کنند، این درحالی است که عناصر سازگار توسط پریدوتیت میزبان رگه‌ها تأمین می‌شوند [۳۱]. بررسی‌های تجربی نشان می‌دهد که فلوگوپیت تا فشار ۱۱-۱۲ گیگاپاسکال در تعادل با پیروکسن پایدار است و این مجموعه با افزایش فشار به گارنت و آمفیبول و الیوین تبدیل می‌شود [۳۲]. مقدار بالای TiO_2 (۱٫۸ تا ۱٫۹۶ درصد وزنی)، Nb(۳۶٫۴ تا ۴۵٫۴پی‌پی‌ام)، La (۴۶٫۵ تا ۵۵٫۶پی‌پی‌ام) و نسبت بالای La/Yb (32-56) و نسبت پایین Nb/La (0.74 -0.91) نشانگر درگیری گوشته‌ی سست کره‌ای در خاستگاه آنهاست. این امر با نمودار La/Yb نسبت به Nb/La تایید می‌شود، چرا که نمونه‌های مورد بررسی از خاستگاه گوشته سنگ کره‌ای زیرقاره‌ای و همراه با درگیری گوشته سست‌کره‌ای شکل گرفته‌اند (شکل ۶ الف). مقدار پایین Sm/Y (۰٫۴۲-۰٫۶۱) و نسبت‌های بالای Sm/Yb بهنجارشده نسبت به گوشته اولیه (بیش از ۴٫۷۵) نشان‌دهنده حضور گارنت باقی‌مانده در خاستگاه گوشته‌ای این سنگ‌هاست [۳۳]. مقدار متوسط نسبت HFSE/LREE (برای مثال Nb/La= 0.74-0.91) نشانگر دخالت مولفه گوشته سست کره‌ای همراه با خاستگاه گوشته سنگ کره‌ای است (شکل ۶ الف). الگوی عناصر خاکی نادر بهنجارشده نسبت به کندریت (شکل ۵ الف) نشانگر فروگسست ماگمای لامپروفیرهای مورد بررسی از یک گوشته دگرنهاده در گستره پایداری گارنت (Gd_N/Yb_N=2.64-4.76) بوده، در حالی که ناهنجاری منفی Nb-Ta در نمودارهای عنکبوتی بیانگر یک خاستگاه در معرض سیال‌های برآمده از فرایند فرورانش است. متوسط نسبت‌های عناصر کمیاب بهنجارشده نسبت به گوشته اولیه‌ی نمونه‌ها (Hf/Sm=0.44 و Ta/La=0.67) نشان‌دهنده خاستگاه گوشته‌ای غنی‌شده از عناصر ناسازگار است (مقادیر گوشته‌ای ;Ta/La=0.06 Hf/Sm=0.3 [۲۸]). نمودار $(Ta/La)_{PM}$ نسبت به (Hf/Sm) عوامل مختلف موثر در دگرنهادی گوشته را نشان می‌دهد (شکل ۶ ب). بر این اساس، نمونه‌های لامپروفیری مینتی مورد بررسی مربوط به الیگوسن از یک گوشته غنی‌شده با مذاب‌های فرورانشی تشکیل شده‌اند. این در حالی است که لامپروفیرهای آهکی قلیایی میوسن شمال‌غرب ایران روند گوشته متاثر از هم سیال‌ها و هم مذاب‌های ناشی از فرورانش را نشان می‌دهند. در نمودار Th/Yb نسبت به Nb/Yb ، نمونه‌ها کمی بالاتر از آرایه گوشته‌ای و در بخش ماگماهای متأثر از عوامل فرورانشی قرار دارند و این امر در مورد لامپروفیرهای آهکی‌قلیایی شمال‌غرب ایران صادق است (شکل ۶ پ). چنان که بیان شد، از ویژگی‌های ماگماهای لامپروفیری غنی‌بودن آنها از سیال است که در تبلور کانی‌های آب‌دار مانند آمفیبول و بیوتیت (فلوگوپیت) نمود پیدا می‌کند. مولفه غنی از سیال این ماگماها به دلیل به ارث رسیدن این ویژگی از خاستگاه گوشته‌ای آنهاست [۳۱، ۳۴]. روبیدیم نسبت به استرانسیوم در شبکه فلوگوپیت جایگزینی بیشتری دارد و از این رو، مقدارBa نسبت به Rb در آمفیبول‌ها بیشتر است. مقدار افزایش نسبت Rb/Sr در مقایسه با گوشته اولیه گویای حضور فلوگوپیت و بالابودن نسبت Ba/Rb بیانگر حضور آمفیبول در خاستگاه گوشته‌ای است [۳۵]. در لامپروفیرهای مورد بررسی، نسبت Rb/Sr از ۰٫۲۸ تا ۰٫۳۴ در تغییر است که به شدت نشانگر حضور فلوگوپیت در خاستگاه گوشته‌ای آنهاست (شکل ۶ ت). این امر با غنی‌شدگی بسیار K_2O نسبت به Na_2O (جدول ۱) تأیید می‌شود، چرا که مذاب‌های ناشی از ذوب‌بخشی گوشته دارای فلوگوپیت مقدار K_2O/Na_2O بیش از یک دارند [۳۶] و مقدار این نسبت در لامپروفیرهای مورد بررسی بین ۵٫۷ تا ۱۱ است (جدول۱). نسبت Nb/U نمونه‌ها (۸٫۲ تا ۱۰٫۸)پایین‌تراز مقادیر مربوط به مذاب‌های گوشته‌ای نوع بازالت پشته‌های میان اقیانوسی نوع عادی (N-MORB)، بازالت پشته‌های میان اقیانوسی نوع غنی شده (E-MORB) و بازالت جزایر اقیانوسی (OIB) و در گستره مذاب‌های گوشته متأثر از عوامل پوسته‌ای است (شکل ۷ الف). در نمودار La/Nb نسبت به Ba/Nb، این نمونه‌هاخارج از مراجع گوشته‌ای OIB و N-MORB به سمت گستره گوشته‌ی غنی‌شده از عوامل فرورانشی قرار دارند (شکل ۷ ب)که بیانگر فروگسست آنها از مراجع گوشته‌ای اغلب تغییریافته با عوامل فرورانشی است [۵].



شکل۶ الف-نمودار Nb/La نسبت به La/Yb [۳۷] ب) نمودار $(Hf/Sm)_N$ نسبت به $(Ta/La)_N$[۳۸]، پ) نمودار Th/Yb نسبت به (Nb/Yb) [۳۹] و ت) نمودار Rb/Sr نسبت به Ba/Rb [۳۵].



شکل۷ الف) نمودارNb/U نسبت بهNb[۳۹] و ب) Ba/Nb نسبت به La/Nb [۵] و داده‌های مراجع گوشته‌ای [۲۸] برای شناسایی دخالت عوامل فرورانشی در خاستگاه لامپروفیرهای مورد بررسی.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.4.5.5]

[DOI: 10.52547/ijcm.30.4.639]

[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.4.5.5]
[DOI: 10.52547/ijcm.30.4.639]

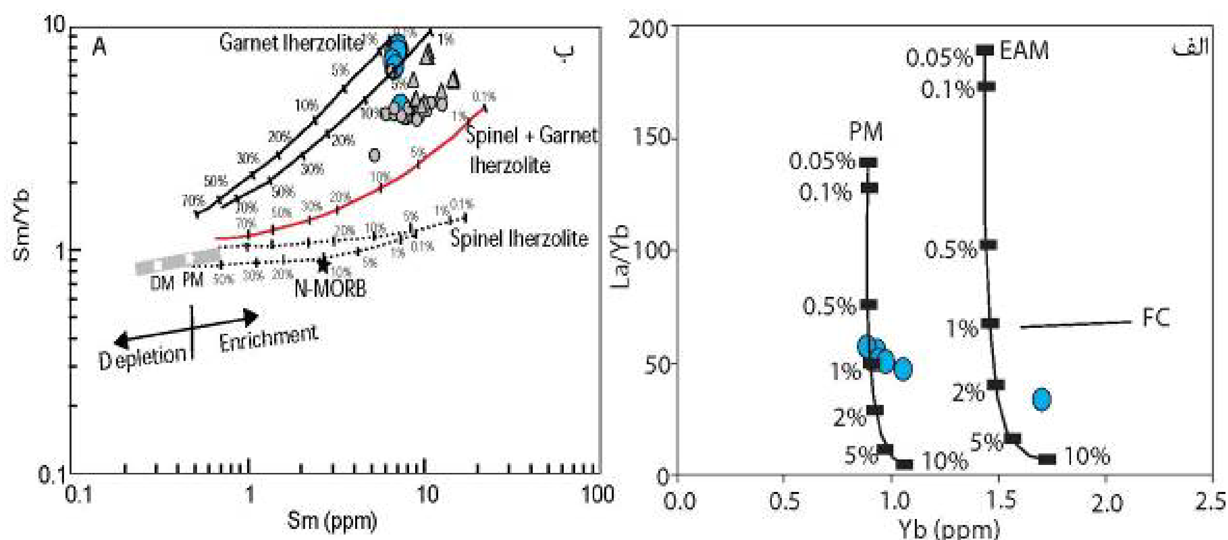
مدل‌سازی سنگ زایی

مقدار پایین نسبت Al_2O_3/TiO_2 (5.9 – 6.5)، Lu/Hf (0.01-0.02) و Y (12-16 ppm) و نسبت بالای $(Gd/Yb)_N$ (۳،۸ تا ۴،۳) وهمچنین الگوی جدایش‌یافته عناصر خاکی نادر ($(Dy/Yb)_N$=1.36-2.5) نشانگر اثر خاستگاه گوشته غنی‌شده است. همچنین مقدار بالای La/Yb (45-56) حضور گارنت در خاستگاه را نشان می‌دهد. برای ارزیابی درجه ذوب بخشی گوشته غنی‌شده، محاسبات ذوب دسته‌ای غیر مود برای یک گوشته دارای گارنت همراه با فلوگوپیت به عنوان فاز آبدار [۴۱،۴۰] انجام شد. گوشته اولیه (PM)[۲۸] و گوشته سست کره‌ای غنی‌شده (EAM) [۴۲]، به عنوان ترکیب خاستگاه فرض شدند. بر اساس شکل ۸ الف، می‌توان پیشنهاد کرد که مذاب‌های لامپروفیری مورد بررسی از ذوب‌بخشی یک گوشته اولیه دگرنهاده دارای فاز آبدار فلوگوپیت ایجاد شده‌اند. همچنین براساس نمودار Sm/Yb نسبت به Sm [۴۲]، نمونه‌ها در گستره گوشته غنی‌شده و از ذوب‌بخشی ۱-۳ درصد گوشته گارنت‌لرزولیتی ایجاد شده‌اند (شکل ۸ ب). در مقایسه با لامپروفیرهای آهکی قلیایی شمال‌غرب ایران، گارنت در خاستگاه لامپروفیرهای مینتی الیگوسن منطقه کلیبر غالب بوده و این در حالی است که لامپروفیرهای آهکی قلیایی میوسن منطقه آذربایجان از خاستگاه اسپینل-گارنت‌لرزولیتی تشکیل شده‌اند. این نشان می‌دهد که عمق خاستگاه لامپروفیرهای مورد بررسی بیشتر بوده است. از این رو به نظر می‌رسد که ضخامت سنگ کره در زمان الیگوسن در منطقه ارسباران نسبت به میوسن بیشتر بوده است.

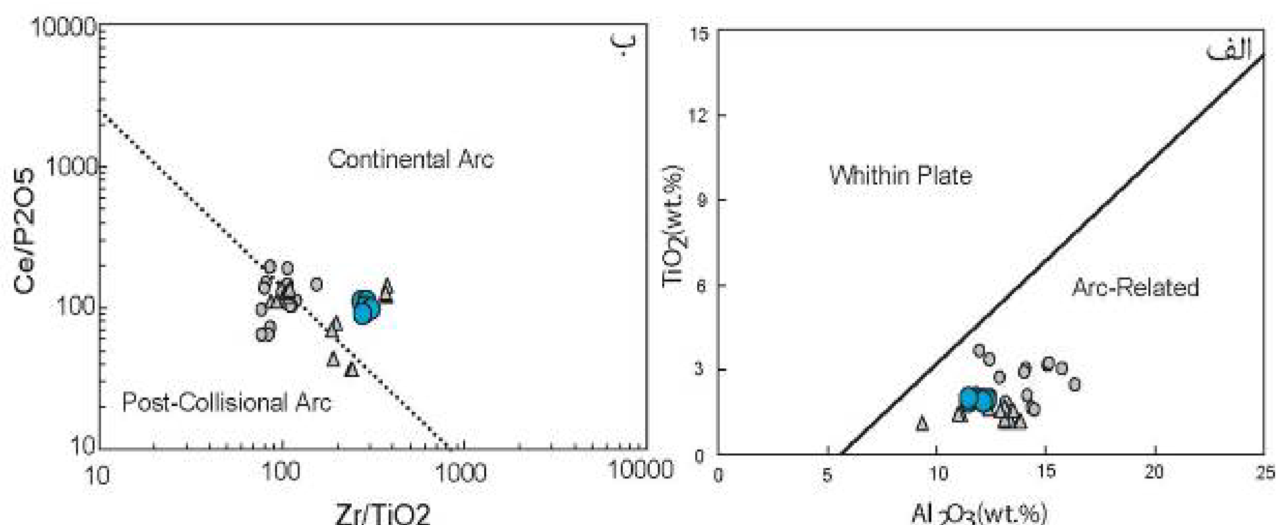
مقادیر Ni و Mg≠ شاخص مهم برای ارزیابی ماگماهای اولیه هستند [۴۴]. این نمونه‌ها دارای مقادیر MgO ، Mg≠، Ni و Cr (جدول ۱) قابل مقایسه با ماگماهای برآمده از گوشته هستند و دچار فرایند جدایش بلورین و آلایش قابل‌ملاحظه‌ای نشده‌اند. این امر در نمودار شکل ۸ الف دیده می‌شود که جز یک نمونه، اغلب نمونه‌های لامپروفیری مورد بررسی به سمت روند جدایش بلوری سوق پیدا نکرده‌اند.

محیط زمین‌ساختی و کاربرد زمین ساختی ماگمایی

لامپروفیرها در نظام‌های زمین‌ساختی مختلف شامل محیط‌های کوهزایی و غیرکوهزایی گزارش شده‌اند [۱۲]. برای تعیین محیط جایگزینی دایک‌های لامپروفیری الیگوسن منطقه کلیبر از نمودارهای دو متغیره TiO_2 نسبت به Al_2O_3 و همچنین Ce/P_2O_5 نسبت به Zr/TiO_2 [۱۲] استفاده شده است (شکل ۹). بر این اساس، نمونه‌های لامپروفیری در محیط مربوط به قوس آتشفشانی واقع هستند. نمونه‌های لامپروفیری آهکی‌قلیایی میوسن اغلب در محیط پس از برخورد قرار دارند، در حالی‌که نمونه‌های مورد بررسی با سن قدیمی‌تر و الیگوسن در محیط مربوط به قوس آتشفشانی واقع هستند (شکل ۹).



شکل۸ الف) نمودار La/Yb نسبت به Yb [۵] برای لامپروفیرهای مورد بررسی همراه با منحنی‌های ذوب دسته‌ای غیرمود گوشته اولیه گارنت‌دار (PM)[۲۸] و گوشته سست کره ای غنی‌شده (EAM)[۴۲]. داده‌های کانی‌شناسی مراجع گوشته‌ای (EAM) برگرفته از مرجع [۴۴] است. ب) نمودار Sm/Yb نسبت به Sm [۴۳].



شکل۹ الف) نمودار TiO_2 نسبت به Al_2O_3 و ب) نمودار Ce/P_2O_5 نسبت به Zr/TiO_2 [۱۲]. نشانه‌ها مانند شکل۴ هستند.

دایک‌های مورد بررسی از نوع لامپروفیرهای آهکی قلیایی و مینت هستند که این سنگ‌ها بیشتر از محیط‌های کوهزایی گزارش شده‌اند [۱،۱۲]. براساس بررسی های انجام شده فعالیت ماگمایی لامپروفیری در منطقه شمال‌غرب ایران شامل انواع لامپروفیرهای قلیایی و آهکی‌قلیایی است که لامپروفیرهای قلیایی بیشتر به کرتاسه و انواع آهکی‌قلیایی به میوسن وابسته دارند [۱۱]. براساس نتایج سن‌سنجی، لامپروفیرهای آهکی‌قلیایی مورد بررسی مربوط به الیگوسن (۳۱-۳۲ میلیون سال پیش) هستند. این امر نشان می‌دهد که فعالیت ماگمایی لامپروفیری آهکی‌قلیایی پیش از میوسن و در دوره الیگوسن نیز رخ می‌داده و ذوب‌بخشی خاستگاه گوشته دگرنهاده در دوره طولانی از الیگوسن تا میوسن در شمال‌غرب ایران سبب جایگزینی انواع دایک‌های لامپروفیری آهکی‌قلیایی شده است.

برداشت

در منطقه جنوب و جنوب‌شرق کلیبر، دایک‌های متعددی از نوع بازانیتی، لامپروفیری و آندزیتی رخنمون دارند. دایک‌های لامپروفیری از نوع مینت با اندازه‌های مختلف و روند شمال‌غرب–جنوب‌شرق درون نهشته‌های کرتاسه نفوذ کرده‌اند این دایک‌ها دارای بافت لامپروفیری و درشت‌بلورهای بیوتیت و شکل‌های دروغین بلورهای کلینوپیروکسن هستند. ماگمای مربوط به دایک‌های لامپروفیری مورد بررسی، اولیه و دارای ماهیت فراپتاسیمی است و از عناصر خاکی نادر سبک (LREE) و عناصر سنگ دوست با بزرگ یون (LILE) غنی‌شدگی و از عناصر با پتانسیل یونی بالا (HFSE) تهی‌شدگی نشان می‌دهند. با توجه به نسبت‌های عناصر کمیاب، ماگمای مربوط به لامپروفیرهای منطقه از ذوب‌بخشی ۱-۳ درصدی یک گوشته مخلوط سنگ کره‌ای و سست کره‌ای گارنت‌لروزلیتی ایجاد شده که پیشتر توسط مذاب‌های فرورانشی دگرنهاده شده است. براساس سن‌سنجی آرگون-آرگون، لامپروفیرهای مورد بررسی در الیگوسن میانی جایگزین شده‌اند و این امر نشان می‌دهد که فعالیت ماگمایی لامپروفیری آهکی قلیایی پیش از میوسن در منطقه شمال‌غرب ایران رخ می‌داده و فعالیت آذرین نفوذی مونزونیتی منطقه ارسباران با جایگزینی دایک‌های لامپروفیری نوع مینت آغاز شده است.

مراجع

[1] Rock N.M.S., *"Lamprophyres. Blackie and Son"*, Glasgow (285 pp.) (1991).

[2] Woolley A. R., Bergman S. C., Edgar A. D., Le Bas M. J., Mitchell R. H., Rock N. M. S., Scott-Smith B. H., *"Classification of lamprophyres, lamproites, kimberlites, and the kalsilitic, melilitic and leucitic rocks"*, Canadian Mineralogist 34 (1996) 175–186.

[3] Le Maitre R. W., *"A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms: Recommendations of the International Union of Geological Sciences,*

Geochronology", Ore Geology Reviews: 70 (2015) 385–406.

[12] Muller D., Groves D.I., *"Tectonic settings of Potassic Igneous rocks In Potassic Igneous Rocks and Associated Gold–Copper Mineralization*", Mineral Resource Reviews (2019) 31-71.

[13] Moeinzadeh Mirhosseini S. H., Raeisi D., *"Geochemistry and Petrogenesis of lower to middle Paleozoic alkaline lamprophyre dikes of Hour Village*", north east of Kerman.Petrology, (2015) 147-162 (in Persian).

[14] Tabatabaei Manesh S.M., Veysi S., *"Thermobarometry and mineral chemistry of Central Iran Permo-Triassic lamprophyres in Chahrisseh Region, northeast Isfahan*", Iranian Journal of crystallography and mineralogy, 29 (2) (2012) 463-478.

[15] Bahrampour A., Ghadami Gh.R., Atapour H., Poosti M., Ahmadipour H., *"Petrography, Mineral Chemistry And Origin Of Lamprophyric Dykes From Sareashk Village, South West Of Ravar-Kerman*", Geosciences, V. 28 (2019) No. 111 ; 3 -16.

[16] Aghazadeh M., Badrzadeh Z., *"Petrology and petrogenesis of alkaline and calc-alkaline lamprophyres In The Nw Iran*", Geosciences, 87 - 102 (2015).

[17] Gharehchahi Z., Moayyed M., Ahmadiyan J., Murata M., *"Mineral Chemistry And Petrogenesis Of Calc-Alkaline Lamprophyric dikes At Sungun And Haftcheshme Mines (Alborz-Azarbaijan Zone, Iran)",* Geosciences, V. 27 , No.105 (2017) 47- 60.

[18] Mehrpartou M., Kh. Nazer N., *"Geological map of Kaleybar (scale 1:100.000)",* Geology survey of Iran, Tehran, Iran (in Persian) (1999).

[19] Chen W., Zhang Y., Zhang Y. Q., Jin G. S., Wang Q. L., *"Late Cenozoic episodic uplifting in southeastern part of the Tibetan plateau: evidence from Ar–Ar thermochronology*", Acta Petrol. Sin., 22, 867–872 (2006) (in Chinese with English abstract).

[20] Aghazadeh M., Castro A., Badrzadeh Z., Vogt K., *"Post-collisional polycyclic plutonism from the Zagros hinterland: the Shaivar Dagh plutonic complex, Alborz belt, Iran*", Geological Magazine 148 (5-6), (2011) 980-1008.

[21] Hassanpour Sh., "*T*he *alteration, mineralogy and geochronology (SHRIMP U–Pb and 40Ar/39Ar) of copper-bearing Anjerd skarn"*, *Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks*", Oxford: Blackwell, 193 pp (1989).

[4] Pankaj P., Giri RK, Rao NVC., Chakrabarti R., *"Mineralogy and petrology of shoshonitic lamprophyre dykes from the Sivarampeta area, diamondiferous Wajrakarur Kimberlite Field, Eastern Dharwar craton, Southern India*", Journal of Mineralogical and Petrological Sciences, J–STAGE Advance Publication. doi:10.2465/jmps.191004b (2020).

[5] Pandey A., Chalapathi Rao N.V., Chakrabarti R., Pandit D., *"Petrogenesis of a Mesoproterozoic shoshonitic lamprophyre dyke from the Wajrakarur kimberlite field, southern India: Geochemical and Sr–Nd isotopic evidence for a modified sub–continental lithospheric mantle source*". Lithos, 292–293 (2017) 218–233.

[6] Orejana D., Villaseca C., Billström K., Paterson B.A., *"Petrogenesis of Permian alkaline lamprophyres and diabases from the Spanish Central System and their geodynamic context within western Europe*", Contributions to Mineralogy and Petrology, 156 (2008) 477–500.

[7] Stoppa F., Rukhlov A.S., Bell K., Schiazza M., Vichi G., *"Lamprophyres of Italy: early Cretaceous alkaline lamprophyres of Southern Tuscany*", Italy. Lithos, 188 (2014) 97–112.

[8] Lu Y.J., McCuaig TC., Li,ZX. Jourdan F., Craig J.R.Hart CJR., Zeng-QianHou Z.Q., S.H., *"Paleogene post-collisional lamprophyres in western Yunnan, western Yangtze Craton: mantle source and tectonic implications*", Lithos, Vol. 233 (2015) 139-161.

[9] Ma L., Jiang S.Y., Hou M.L., Dai B.Z., et al. *"Geochemistry of Early Cretaceous calc–alkaline lamprophyres in the Jiaodong Peninsula: Implication for lithospheric evolution of the eastern North China Craton*", Gondwana Research, 25 (2014) 859–872.

[10] Karsli O., Dokuz A., Kaliwoda M., Uysal I., et al., *"Geochemical fingerprints of Late Triassic calc–alkaline lamprophyres from the Eastern Pontides, NE Turkey: A key to understanding lamprophyre formation in a subduction related environment*", Lithos, 196 (2014) 181–197.

[11] Aghazadeh M., Hou Z., Badrzadeh Z., Zhou L., *"Temporal-Spatial Distribution and Tectonic Setting of Porphyry Copper Deposits in Iran: Constraints Zircon U-Pb and Molybdenite Re-Os*

[DOR: 20.1001.1.17263689.1401.30.4.5.5]

[DOI: 10.52547/ijcm.30.4.639]

magma genesis in subduction zones", Geophys. Res. Lett., 17 (1990) pp. 29-32.

[33] McKenzie D., *"O' Nions, R.K. (1991) Partial melt distributions from inversion of rare earth element concentrations*", Journal of Petrology, 32 (1990) 1021–1091.

[34] Batki A., Pál-Molnár E., Dobosi G., Skelton A., *"Petrogenetic significance of ocellar camptonite dykes in the Ditrău Alkaline Massif*", Romania. Lithos, v. 200-201 (2014) pp. 181-196.

[35] Furman T., Graham D., *"Erosion of lithospheric mantle beneath the east African rift system; geochemical evidence from the Kivu volcanic province*", Lithos 48 (1999) 237–262.

[36] Wilson M., Downes H., *"Tertiary-Quaternary extension related alkaline magmatism in Western and Central Europe*", Journal of Petrology, 32 (1991) 811-849.

[37] Smith E. I., Sanchez A., Walker J. D., Wang K., *"Geochemistry of mafic magmas in the Hurricane Volcanic field, Utah: implications for small- and large-scale chemical variability of the lithospheric mantle*", Journal of Geology 107 (1999) 433–448.

[38] La Flèche M.R., Camiré G., Jenner G.A., *"Geochemistry of post–Acadian, Carboniferous continental intraplate basalts from the Maritimes Basin, Magdalen Islands, Quebéc, Canada",* Chemical Geology, 148 (1998) 115–136.

[39] Pearce J.A., Peate D.W., *"Tectonic implications of the composition of volcanic arc magmas*", Annual Review of Earth and Planetary Sciences 23 (1995) 251–285.

[40] Owen J.P., *"Geochemistry of lamprophyres from the Western Alps, Italy: implications for the origin of an enriched isotopic component in the Italian mantle*", Contributions to Mineralogy and Petrology, 155 (2008) 341–362.

[41] Miller C., Schuster R., Klötzli U., Frank W., Purtscheller F., *"Postcollisional potassic and ultrapotassic magmatism in SW Tibet: Geochemical and Sr–Nd–Pb–O isotopic constraints for mantle source characteristics and petrogenesis*", Journal of Petrology, 40 (1999) 1399-1424.

[42] Seghedi I., Downes H., Vaselli O., Szaka'cs A., et al., *"Postcollisional Tertiary–Quaternary mafic alkalic magmatism in the Carpathian–Pannonian region: a review*", Tectonophysics, 393 (2004) 43–62.

north of the Shayvar nternational Journal of Earth Sciences 102 (3), 687-699.

[22] Peccerillo A., *"Potassic and ultrapotassic rocks: Compositional characteristics, petrogenesis, and geologic significance*", Episodes 1992; 15(4) (1992) 243-251.

[23] Le Maitre R. W., *"Igneous rocks a Classification and Glossary of Terms Recommendations of the International Union of Geological Sciences*", Sub-Commission on the Systematics of Igneous Rocks, Cambridge University Press (2002) 236 p.

[24] Kuno H., *"Differentiation of Basalt Magmas. In: Hess, H.H. and Poldervaart, A., Eds., Basalts: The Poldervaart Treatise on Rocks of Basaltic Composition*", Interscience Publishers, New York, (1968) 623-688.

[25] Peccerillo R., Taylor S. R., *"Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey*", Contributions to Mineralogy and Petrology 58 (1976) 63-81.

[26] Lefebvre N., Kopylova M., Kivi K., *"Archean calc–alkaline lamprophyres of Wawa, Ontario, Canada: Unconventional diamondiferous volcaniclastic rocks*", Precambrian Research, 138, (2005) 57–87.

[27] Nakamura N., *"Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na, and K in carbonaceous and ordinary chondrites*", Geochimica et Cosmochimica Acta 38 (1974) 757–775.

[28] Sun S. S., McDonough W. F., *"Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes*", In: Saunders, A.D., Norry, M.J. (Eds.). Magmatism in the Ocean Basins, Geological Society of London, Special Publication 42 (1989) 313-345.

[29] Moyen J.F., Martin H., Jayananda M., Auvray B., *"Late Archaean granites: a typology based on the Dharwar craton (India)",* Precambrian Research, 127 (2003) 102–123.

[30] McKenzie D., *"Some remarks on the movement of small melt fractions in the mantle. ",* Earth Planet. Sci. Lett. Vol.95, 53-72.

[31] Foley S.F., *"Petrological characterization of the source components of potassic magmas: geochemical and experimental constraints*", Lithos 28 (1992) 187–204.

[32] Sudo A., Tatsumi Y., *"Phlogopite and K-amphibole in the upper mantle: Implication for*

[43] Aldanmaz E., Pearce J. A., Thirlwall M. F., Mitchell J. G., *“Petrogenetic evolution of late Cenozoic, post-collision volcanism in western Anatolia, Turkey*”, Journal of Volcanology and Geothermal Research102 (2000) 67-95.

[44] Wallace P., Carmichael I. S. E., *“Minette lavas and associated leucitites from the western front of the Mexican Volcanic Belt: petrology, chemistry and origin*”, Contributions to Mineralogy and Petrology, 103 (1989) 470–492.